



Capítulo 2.1
Rasgos morfosedimentarios del
margen continental uruguayo

Ilustración del mapa global del fondo oceánico realizada alrededor de 1977 por B. C. Heezen y M. Tharp a partir del original elaborado por Berann, H. C. Cortesía: Library of Congress (<https://www.loc.gov/item/2010586277>).

Capítulo 2.1

Rasgos morfosedimentarios del margen continental uruguayo

Adam Kirby,¹ Sara Rodrigues,² Ethel Morales,³ Matías Soto,³ Leticia Burone,⁴
Pablo Rodríguez,⁵ Bruno Conti,⁵ Héctor de Santa Ana,⁶ Phil Thompson,⁷
Gianluca Badalini,⁸ Pablo Gristo Savornin⁵ y Javier Hernández-Molina²

¹ *Ocean Infinity*

² *Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT),
Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)*

³ *Instituto de Ciencias Geológicas (ICG),
Facultad de Ciencias, Universidad de la República*

⁴ *Instituto de Ecología y Ciencias Ambientales (IECA),
Facultad de Ciencias, Universidad de la República*

⁵ *Gerencia de Transición Energética, ANCAP*

⁶ *Subgerencia General de Asuntos Estratégicos, ANCAP*

⁷ *Shell*

⁸ *Shell Brasil Petroleo Ltda*

Introducción¹

El margen continental uruguayo se extiende entre las latitudes 33° y 38° S del suroeste del Atlántico (Soto *et al.*, 2011; Morales *et al.*, 2017a). Está ubicado en una región transicional clave de la circulación oceánica mundial, con una hidrodinámica compleja de circulación de corrientes de fondo, que ha moldeado su morfología (Creaser *et al.*, 2017; Kirby *et al.*, 2021).

La secuencia *post-rift* (inicios del Cretácico-presente) en aguas profundas de Uruguay contiene un registro sedimentario ejemplar, compuesto por rasgos morfosedimentarios de pequeña a gran escala, distribuidos en cuatro sistemas depositacionales distintos (figuras 1-4): 1) un sistema turbidítico del Cretácico temprano, desarrollado por procesos gravitacionales; 2) un sistema mixto (turbidítico-contornítico) del Cretácico tardío, construido por interacciones sincrónicas entre flujos gravitacionales y corrientes de fondo paralelas al talud; 3) un sistema depositacional contornítico (CDS, por sus siglas en inglés) del Paleoceno al Mioceno medio, desarrollado a través del talud continental y

¹ Este proyecto fue financiado por el Joint Industry Project, apoyado por TOTAL, BP, ENI, ExxonMobil, Wintershall Dea y TGS, en el marco de The Drifters Research Group, en Royal Holloway, University of London (RHUL).

emersión bajo la influencia de corrientes de fondo persistentes; y 4) CDS del Mioceno medio a la actualidad, que creció y sepultó los sistemas anteriores debido al efecto de regímenes de corrientes de fondo aún más intensos, intercalado con estructuras

generadas talud abajo. El objetivo de este capítulo es caracterizar los principales rasgos morfosedimentarios desarrollados a lo largo del margen continental uruguayo durante este período, así como esclarecer los factores que han influido en su formación.

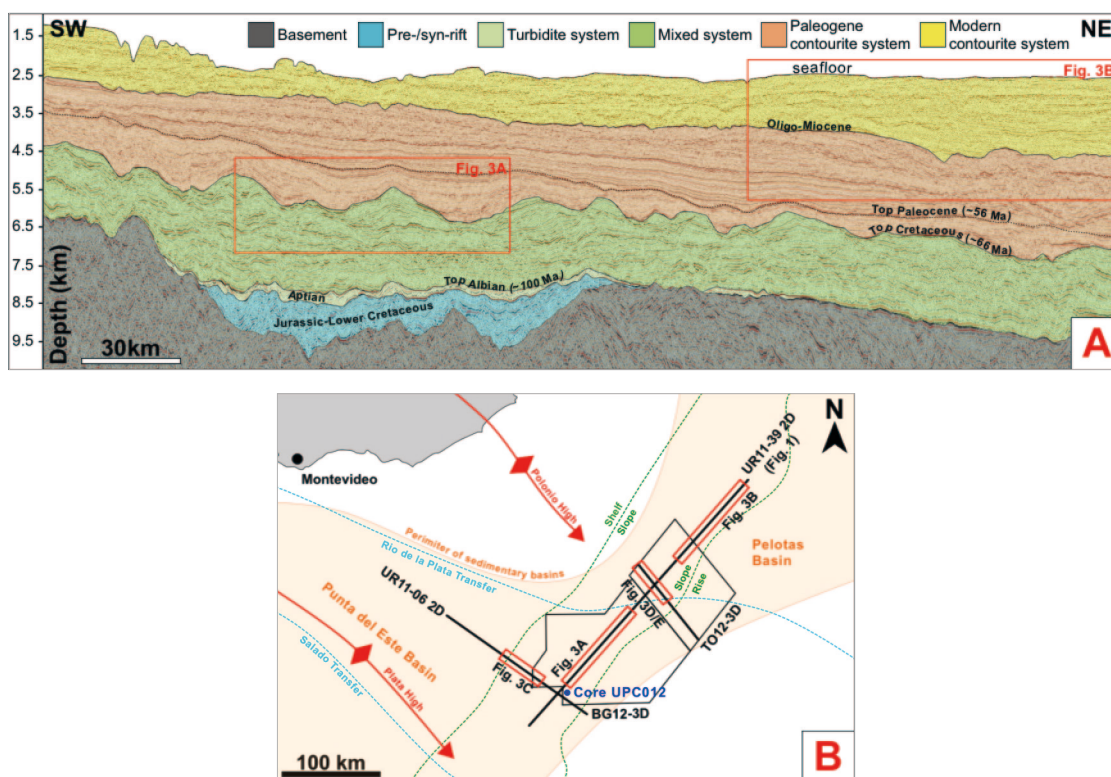


Figura 1: a) Línea 2D (UR11-39) que indica los registros sísmicos en el territorio marítimo uruguayo; b) mapa indicando la ubicación del conjunto de datos sísmicos 2D y 3D, la ubicación del núcleo del testigo, los dominios fisiográficos, las cuencas sedimentarias, las elevaciones estructurales y las zonas de transferencia. Los límites siguen a los definidos en la literatura relevante (Franke et al., 2007; Morales et al., 2017a; Creaser et al., 2017; Kirby et al., 2021).

Rasgos morfosedimentarios del Cretácico

Rasgos turbidíticos

El Cretácico fue un período clave en el desarrollo de los rasgos morfosedimentarios del

margen. En el Aptiano-Albiano se desarrollaron sistemas depositacionales turbidíticos a lo largo del talud continental medio a inferior, debido a frecuentes procesos gravitacionales (figuras 1 y 2c). Varios altos estructurales (como los altos de Polonio y Martín García/Plata; figura 1) heredados de la configuración tectónica *pre-rift* o generados durante el

rifting Mesozoico limitaron la distribución de los sistemas turbidíticos iniciales (Morales *et al.*, 2017a). Originalmente, los altos estructurales condicionaron la redistribución de sedimentos hacia el depocentro sur (por ejemplo, la Cuenca Punta del Este) y, posteriormente, hacia el depocentro norte (por ejemplo, la Cuenca Pelotas), separando de manera efectiva los sistemas turbidíticos en los sectores norte y sur, los cuales se orientaron SW-NE y NW-SE, respectivamente; figuras 1, 2 y 3). Dichos sistemas turbidíticos fueron acompañados por extensas clinoforras a lo largo de la plataforma y el talud superior, lo que contribuyó a la progradación del margen hacia la cuenca (Creaser *et al.*, 2017; Morales *et al.*, 2017b). Los sistemas turbidíticos formaron canales submarinos orientados al sureste, cañones y diques turbidíticos a lo largo del talud medio a inferior (que ocasionalmente alcanzaban la emersión continental). Los diques turbidíticos presentan rasgos depositacionales levemente monticulares, de aproximadamente <500 m de espesor y <5-10 km de ancho, que disminuyen su espesor alejándose del *thalweg* del canal (Rodrigues *et al.*, 2021). Los diques se caracterizan por reflexiones sísmicas que ondulan suavemente, con amplitud alta a baja, que disminuyen en amplitud y longitud de onda distalmente (figura 2a). Los canales submarinos tienen aproximadamente 300-500 m de profundidad y 10 km de ancho, y ocasionalmente contienen turbiditas de amplitud alta a baja o depósitos de transporte en masa (MTD, por sus siglas en inglés) (figura 2a). A lo largo del talud inferior, las reflexiones sísmicas forman una capa agradacional de baja amplitud, que se extiende a lo largo del margen y disminuye distalmente (figura 2a).

Rasgos mixtos paralelos y perpendiculares al talud

Al inicio del Cenomaniano, sistemas depositacionales mixtos (turbidíticos-contorníticos) comenzaron a cubrir los sistemas turbidíticos previamente construidos (figuras 1 y 2a). Los sistemas mixtos desarrollaron cuatro grandes *drifts* monticulares asimétricos, separados por cinco canales submarinos (Creaser *et al.*, 2017). Los *drifts* monticulares se caracterizan por claros patrones de apilamiento (figuras 1, 2a y 3b), ya que evolucionaron de *drifts* laminares entre el Cenomaniano y el Turoniano (~100,5-89,8 Ma) a *drifts* monticulares asimétricos que migraron hacia el NE entre el Coniciario y el Santoniano (~89,8-83,6 Ma), a *drifts* monticulares asimétricos que migraron hacia el SW entre el Campaniano y el Maastrichtiano (~83,6-66 Ma). Los *drifts* monticulares normalmente son más espesos y anchos que los diques turbidíticos previamente construidos, usualmente hasta ~1 km de espesor y ~40 km de ancho (Creaser *et al.*, 2017). Además, están orientados talud abajo y de manera perpendicular al margen, ya que se forman por la separación de flujos turbidíticos de grano fino debido a la acción de la corriente de fondo a lo largo del talud (Rodrigues *et al.*, 2022). Su asimetría refleja flancos más pronunciados hacia el NE, donde los *drifts* monticulares se vuelven más empinados y colapsan hacia los canales adyacentes (figuras 1, 2a y 3b). En términos de configuración interna, los *drifts* monticulares muestran reflexiones sísmicas de amplitud baja, continuas a lo largo de los flancos más suaves, mientras que los flancos más pronunciados ocasionalmente muestran reflexiones caóticas y truncadas que se agrandan alejándose

de los canales ascendentes (figura 2a). Los canales submarinos aparecen como rasgos erosivos con forma de U, construidos entre los *drifts* monticulares, orientados NW-SE o SW-NE. Los canales tienen un ancho promedio de ~20-30 km y pueden alcanzar profundidades puntuales de ~1 km (Creaser *et al.*, 2017; Rodrigues *et al.*, 2021). Su base normalmente está marcada por reflexiones continuas de alta amplitud; depósitos turbidíticos locales o MTD pueden aparecer entre los canales como paquetes sísmicos caóticos (figura 2a). A lo largo del talud superior, pequeñas redes dendríticas de canales transportan sedimentos hacia esas estructuras, que se amalgaman más abajo, formando los cinco principales canales submarinos (figura 3b). Se interpreta que estos canales han

facilitado la transferencia de sedimentos desde la plataforma al talud inferior y emersión (Creaser *et al.*, 2017).

Rasgos de pequeña escala

Varios campos de ondas sedimentarias han sido identificados a lo largo del talud inferior y la emersión, usualmente al norte de los sistemas mixtos del Cretácico (Creaser *et al.*, 2017). Estos normalmente siguen los cambios en el gradiente del talud o la configuración morfológica heredada. Las ondas sedimentarias de manera general se bifurcan cerca de canales submarinos y muestran orientaciones de crestas esporádicas que se desvían de la trayectoria del canal en aproximadamente 20-40°.

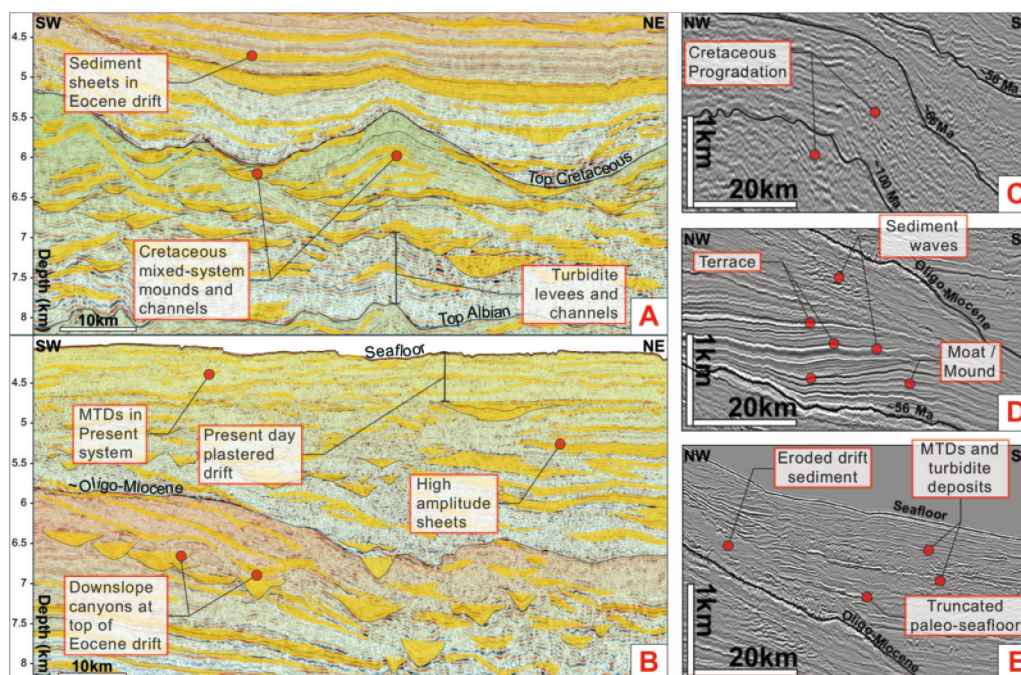


Figura 2. Rasgos morfosedimentarios a lo largo del margen uruguayo: a y b) sistemas sedimentarios del Cretácico y Paleógeno; c-e) otras observaciones sísmicas. Las áreas en amarillo muestran reflexiones de alta amplitud (HAR, por sus siglas en inglés) o canales, y las líneas negras marcan morfologías. Los límites son los definidos en la literatura relevante (Morales *et al.*, 2017b; Creaser *et al.*, 2017; Kirby *et al.*, 2021).

Distalmente, las crestas se vuelven más consistentes. Sin embargo, su amplitud y longitud de onda disminuyen distalmente. Internamente, las ondas sedimentarias presentan una progradación hacia el oeste, marcada por reflexiones de amplitud baja a moderada. Pequeños surcos y escarpas subparalelos y erosivos cortan los flancos empinados de los *drifts* monticulares (Rodríguez *et al.*, 2022). Tienden a ocurrir a lo largo de discontinuidades erosivas entre los *drifts* monticulares o asociados con pequeños *slumps*/MTD a lo largo de los flancos meridionales (figura 2a). Los surcos por lo general son de aproximadamente <1 km de largo, <500 m de ancho y <200 m de profundidad, mientras que las escarpas parecen ser de >10 km de largo y >1 km de ancho (Creaser *et al.*, 2017).

Rasgos morfosedimentarios del Paleógeno al Mioceno medio

Rasgos de gran escala a lo largo del talud

Entre el Paleoceno y mediados del Mioceno, los patrones de apilamiento sedimentario del margen y su morfología cambiaron de manera significativa, denotando el desarrollo de un gran CDS de talud que incluye varios rasgos contorníticos de gran escala: i) un *drift* adosado al talud; ii) una fosa contornítica; y iii) una terraza contornítica (Kirby *et al.*, 2021). En el Paleoceno (~66-56 Ma) se formaron depósitos laminares agradacionales en el talud continental, mientras que durante el Eoceno (~56-38 Ma) varios *drifts*

monticulares agradacionales y progradacionales se desarrollaron en esta área. Estos *drifts* transicionaron a láminas agradacionales hacia fines del Eoceno e inicios del Mioceno (~38-20 Ma), luego de lo cual la sedimentación perpendicular al talud, marcada por la aparición de cañones y turbiditas en la emersión continental, eventualmente desactivó y sepultó el sistema a partir del Mioceno inferior a medio (figura 3e). A pesar de no reconocerse en el margen uruguayo, un CDS se desarrolló a lo largo de la emersión continental del vecino margen argentino y más distalmente en las llanuras abisales. Este sistema muestra extensos *drifts* separados, así como otros rasgos contorníticos erosivos y mixtos (Hernández-Molina *et al.*, 2010).

El *drift* adosado (figuras 1, 2b y 3c-3e) es un elemento morfosedimentario clave, que muestra variaciones significativas en la morfología a lo largo del talud y se puede separar, a grandes rasgos, entre un sector sur y un sector norte. El *drift* alcanza un espesor de 3,4 km y un ancho de ~160 km en el sector sur. Dentro del sector sur, se desarrolló a lo largo de un talud relativamente liso. Su geometría sísmica es, por lo general, elongada, con una forma levemente monticular, y sus discontinuidades límites son erosivas y se caracterizan por HAR a lo largo del talud inferior (figuras 2b, 2d y 2e). En el sector norte, el *drift* tiene un espesor de hasta 2,9 km y un ancho de 150 km, y creció contra un talud pronunciado. Aquí, sus depósitos normalmente se espesan hacia el centro del *drift*, lo que resulta en una forma más convexa (Kirby *et al.*, 2021). Las discontinuidades límite normalmente se caracterizan por su HAR, pero muestran menos evidencias de erosión. Internamente, el *drift* muestra reflexiones

paralelas y subparalelas de amplitud baja a alta, que se vuelven más divergentes y en ocasiones onduladas en los flancos distales del *drift* (figuras 1 y 2d-2e). Hace ~56 Ma, un *drift* monticular se formó en el talud medio, junto con una fosa. Posteriormente, la fosa se rellenó y se desplazó hacia una amplia terraza contornítica (figuras 3c y 3d). El depocentro del *drift* cambió constantemente a lo largo de su formación. Entre ~66-56 Ma se concentró en el sector sur, donde rellenó los canales de los sistemas mixtos y formó una cuña que se afina hacia el noreste. Entre ~56-38 Ma se desplazó al norte y se volvió más localizado. Sus depósitos formaron cuñas que se afinan hacia el suroeste y se apilan hacia el continente. Entre ~38-20 Ma el depocentro se desplazó hacia la cuenca y se volvió más extendido en el sur y más localizado en el norte. En ese momento, grandes clinofomas se desarrollaron a través de la plataforma y el talud superior, que progradaron hacia la cuenca y se incorporaron al lado continental del CDS (Kirby *et al.*, 2021).

La fosa mencionada tiene forma de U y se desarrolló en el lado continental del *drift* (figura 3c). Al sur la fosa era pequeña y erosiva, y truncaba las reflexiones subyacentes. Aquí la fosa tiene ~30 m de profundidad y ~10 km de ancho, y sólo aparece por encima de los bajos batimétricos asociados con los canales de sistemas mixtos y se convierte lateralmente en una terraza llana o levemente inclinada hacia el mar sobre los *drifts* monticulares. Hacia el norte la fosa es más grande y separa el depocentro del *drift* principal del talud, donde se caracteriza por presentar ~120 m de aggradación, ~80 m de profundidad y 32 km de ancho. Se observan HAR dentro de la fosa y de manera más prominente hacia el sur.

Entre ~56 y 20 Ma una gran terraza contornítica (que se asocia con las principales discontinuidades en el registro del Paleógeno y usualmente se delimita por HAR) se desarrolló en el lado continental del *drift* (figuras 2d y 3c-3e), en dirección al noreste (Hernández-Molina *et al.*, 2018; Kirby *et al.*, 2021). Inicialmente, la terraza era plana y erosiva sobre los altos batimétricos al sur y menos erosiva con una inclinación somera de 0,36° hacia la fosa en el norte. Sobre la fosa, la terraza se ampliaba tanto hacia el mar como en dirección noreste. Posteriormente, todo el conjunto se inclinó hacia la cuenca con un gradiente de ~0,98° (Kirby *et al.*, 2021). Entre ~38 y 20 Ma una clara cresta se formó en el borde de la terraza hacia la cuenca, separando el *drift* en un dominio hacia el continente y otro hacia la cuenca.

Rasgos de pequeña escala paralelos al talud

A lo largo de las principales discontinuidades del CDS del Paleógeno, una terraza parece estar asociada con rasgos morfosedimentarios erosivos y depositacionales de pequeña escala (Hernández-Molina *et al.*, 2018). Los rasgos erosivos incluyen superficies desgastadas, surcos, canales contorníticos, canaletas y surcos marginales, todos en dirección noreste. Los rasgos depositacionales incluyen dunas barcanoides migrando hacia el noreste, cintas de arena lineares en dirección NE-SW y ondas sedimentarias migrando hacia el este y talud arriba. Las dunas barcanas tienen forma creciente a simple vista, con anchos de 1 km y largos de 2,5-6 km, y se formaron sobre espesos cuerpos de arena de 60 m de espesor (Hernández-Molina *et al.*, 2018). Se asocian con HAR y migran en

un ángulo de 10-30° desde la dirección de la terraza. Las ondas sedimentarias se presentan en campos, con anchos de hasta decenas de kilómetros (figura 2d). Generalmente se observan más al norte dentro del CDS, en

la cara distal de los *drifts* adosados, donde alcanzan una longitud de onda promedio de ~4,5 km, alturas de 120 m y reflexiones de amplitud baja a intermedia (Kirby *et al.*, 2021).

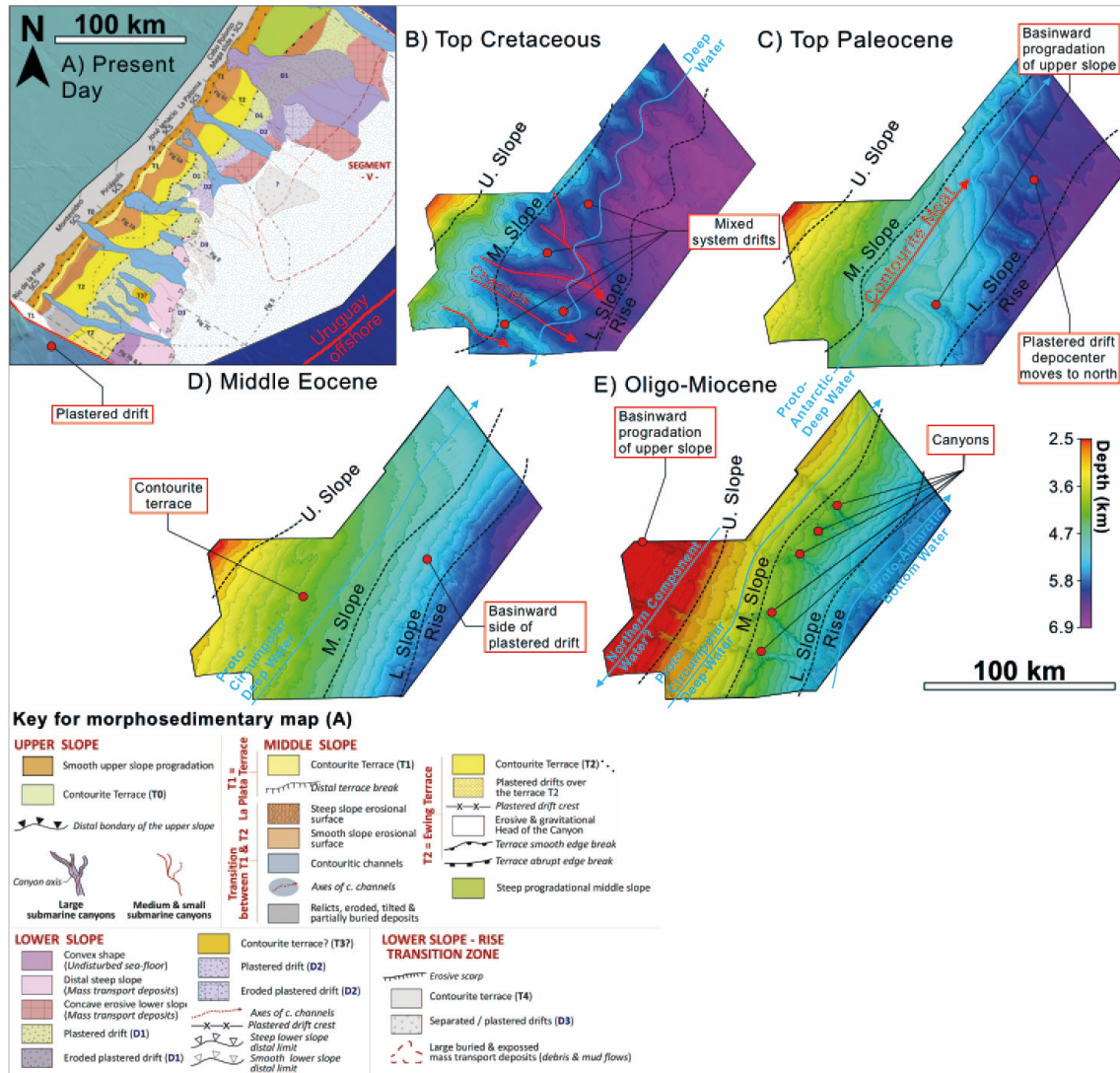


Figura 3. Mapa morfosedimentario de la actualidad (a) y superficies de profundidad del Cretácico (b); Paleoceno (c); mediados del Eoceno (d); y Oligo-Mioceno (e). Mapa de suelo marítimo adaptado de Hernández-Molina et al. (2016) y superficies de profundidad generadas de relevos sísmicos en 3D (exhibidos en la figura 1). Superficies y corrientes de fondo (flechas azules) según Kirby et al. (2021) y Rodríguez et al. (2021).

Rasgos talud abajo

Rasgos perpendiculares al talud fueron identificados en las terrazas (Hernández-Molina *et al.*, 2018). Estos incluyen canales SE-NW y lóbulos depositacionales. También se identificaron escarpas y surcos en el talud superior y en la transición entre el talud inferior y la emersión (figuras 2b y 3e). Se observaron reflexiones caóticas en la base del talud, correspondientes a un gran MTD (Kirby *et al.*, 2021) y cañones con orientación SE-NW en la discontinuidad superior del CDS (figuras 2b y 3e). Estos transportaron sedimentos a la emersión continental, donde turbiditas de inicios y mediados del Mioceno sepultaron el CDS y marcan la desactivación del sistema.

Rasgos morfosedimentarios del Mioceno medio al actual

Rasgos de gran escala paralelos al talud

Entre mediados y fin del Mioceno, la sedimentación talud abajo persiste y se observa una importante depositación en la base del talud continental (Kirby *et al.*, 2021). Se empezó a desarrollar un nuevo y extenso CDS a lo largo del talud medio hasta la emersión inferior, coincidiendo con la sedimentación talud abajo entre fines del Mioceno y la actualidad. Este sistema se caracteriza por varios rasgos morfológicos (figuras 1, 2b y 2e): i) dos *drifts* adosados en el talud inferior; ii) un *drift* monticular separado y alargado, en la transición entre el talud inferior y la emersión; iii) cinco terrazas contorníticas, ubicadas encima o adyacentes a *drifts*

contorníticos; iv) una gran fosa contornítica asociada con el *drift* monticular; y v) varios canales contorníticos y superficies erosivas a distintas profundidades, típicamente hacia el continente o el mar de las terrazas contorníticas (Hernández-Molina *et al.*, 2016; Preu *et al.*, 2013).

Los *drifts* adosados se formaron a profundidades de agua de ~1,5-2,5 km y ~2,5-3 km, con >500 m de espesor y >2 km de ancho (Hernández-Molina *et al.*, 2016). Sus morfologías se elevan desde el talud, como montículos relativamente amplios y suaves, con reflexiones de amplitud baja a alta, agradacionales a ligeramente progradacionales (figuras 1, 2b y 2e). Un *drift* monticular, separado y elongado, se desarrolló a >3,5 km de profundidad de agua, el cual tiene ~500-800 m de espesor y <20-80 km de ancho (Hernández-Molina *et al.*, 2009, 2016). Este elemento morfosedimentario presenta una geometría suave, monticular y elongada, que se caracteriza por reflexiones internas de baja a alta amplitud y progradación talud arriba.

Se reconocieron cinco terrazas contorníticas en diferentes profundidades a lo largo del margen, a ~0,25 km, ~0,5-0,6 km, ~1,2-1,5 km, ~2,5 km y ~3,5 km (ver figuras 3a y 4) (Hernández-Molina *et al.*, 2016). Estas terrazas aparecen como rasgos ligeramente inclinados hacia el mar de forma subhorizontal, con anchos de <20-55 km. La mayoría de las terrazas muestran reflexiones continuas de alta amplitud, que indican depósitos de arena. Su extensión y alcance se ven limitados por rasgos morfosedimentarios locales, como el Megadeslizamiento Cabo Polonio en el norte y los sistemas de cañones submarinos en el sur (figura 3a). Una gran fosa

contornítica de >1,5 km de ancho y >100 m de profundidad se identificó talud arriba del *drift* monticular separado y alargado (figura 3a). Su configuración interna se caracteriza por reflexiones de alta amplitud convexas, divergentes a subparalelas. La fosa contornítica normalmente se asocia con el *drift* adyacente, ya que sigue la misma dirección a lo largo del talud y progresa talud arriba. Varios canales contorníticos y superficies erosivas se

desarrollaron hacia el continente o el mar en las terrazas (figura 3a). Los canales contorníticos normalmente muestran una profundidad de ~15-90 m y oscilan entre ~1-2 km y 5-15 km de ancho, mientras que las superficies erosivas se extienden a lo largo de todo el margen (excepto cuando hay obstrucciones de importantes rasgos morfosedimentarios) (Hernández-Molina *et al.*, 2016).

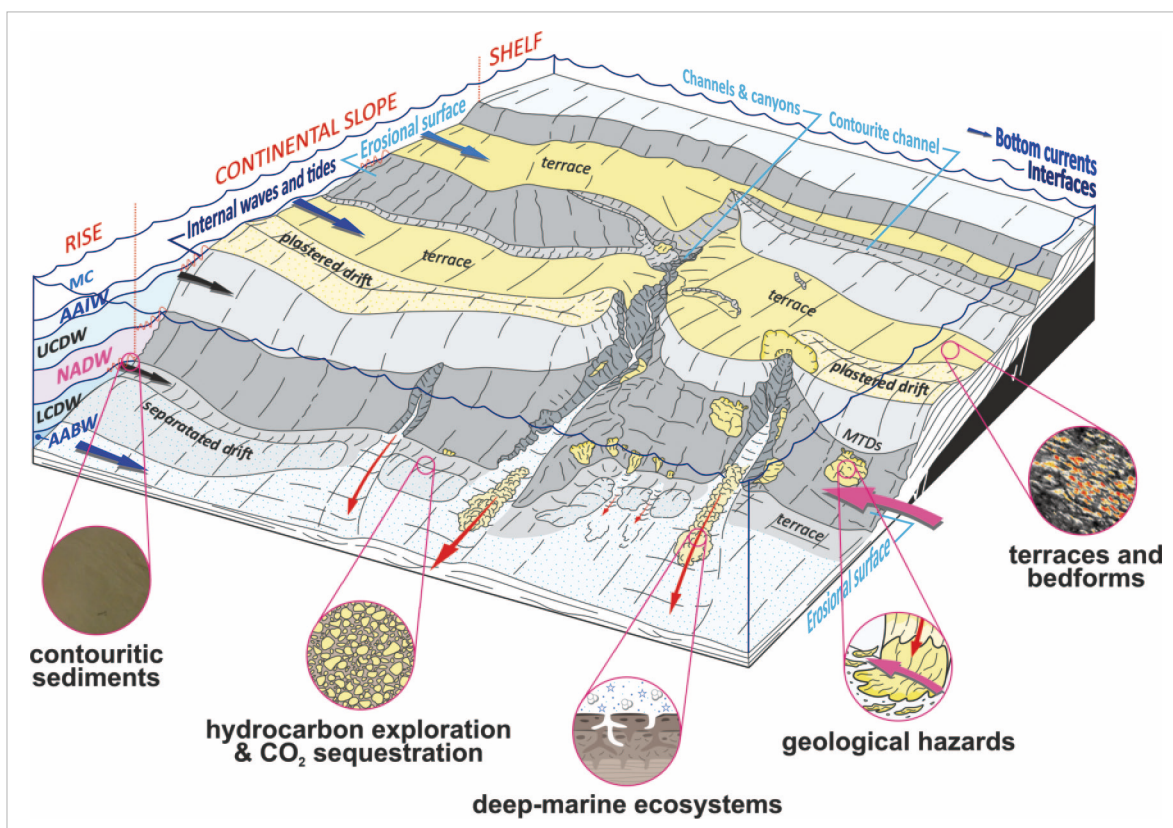


Figura 4: Modelo conceptual del margen uruguayo actual adaptado de Preu *et al.* (2013). Se muestran los rasgos morfosedimentarios clave, las principales masas de agua y los principales procesos que afectan la morfología del margen. También se muestran imágenes UPC012, cortesía de ANCAP, y las formas de lecho en terrazas contorníticas de Hernández-Molina *et al.*, (2018). CM = Corriente de Malvinas; AAIW = Agua Intermedia Antártica; UCDW = Agua Circumpolar Profunda Superior; NADW = Agua Profunda del Atlántico Norte; LCDW = Agua Circumpolar Profunda Inferior; AABW = Agua de Fondo Antártico.

Rasgos de pequeña escala paralelos al talud

Se reconocieron dunas con forma de herradura (entremezcladas con surcos locales) en una terraza contornítica a lo largo del talud medio (ver Thompson *et al.*, 2015). Estos rasgos muestran formas precisas y crecientes de hasta ~10 m de alto, ~450 m de ancho y ~1 km de largo. Se identificó un campo de erosión coalescente y grandes surcos individuales en el talud inferior norte, con una extensión de 30 km y en dirección paralela al margen. Estos rasgos pueden tener ~250 m de ancho y ~400 m de largo, con profundidades de ~90-250 m (Thompson *et al.*, 2015).

Rasgos talud abajo

Se identificaron seis sistemas de cañones submarinos a lo largo del margen uruguayo (Hernández-Molina *et al.*, 2016). Normalmente tienen <800 m de profundidad y <6 km de ancho (figuras 2b, 2e, 3a y 4). Se depositaron turbiditas a lo largo la emersión continental superior a inferior, y en la parte distal de los cañones (Hernández-Molina *et al.*, 2009). Los cañones muestran reflexiones de alta amplitud en la base, mientras que las turbiditas muestran reflexiones subparalelas a onduladas de amplitud baja a alta (figuras 2b y 2e). Estos sistemas de cañones no se conectan con sistemas de drenaje antiguos, paleocanales o incisiones a lo largo de la plataforma (Preu *et al.*, 2013; Hernández-Molina *et al.*, 2016), lo que sugiere que su desarrollo está vinculado a frecuentes flujos gravitacionales. MTD de gran escala (como deslizamientos, *slumps* y flujos de detritos) y sus escarpas también se identificaron a lo largo del sector norte del margen continental

(Hernández-Molina *et al.*, 2016). Uno de los principales es el Megadeslizamiento Cabo Polonio, que se extiende por 4.000 km². Los deslizamientos y *slumps* suelen predominar en el talud inferior, mientras que los flujos de detritos predominan en la transición del talud inferior a la emersión (figura 2c).

Discusión

Factores de control

Tectónica

La separación de Pangea y, particularmente, la de Gondwana (caracterizada por la separación de África y América del Sur entre ~138-125 Ma), en el Jurásico y el Cretácico inferior, provocaron la formación del océano Atlántico Sur y la formación del margen uruguayo (Soto *et al.*, 2011; Pérez-Díaz y Eagles, 2017). La ruptura de Gondwana comenzó a fines del Jurásico, con separación NW-SE a lo largo de zonas tectónicas intracontinentales. Un elemento estructural importante que condicionó la evolución del margen uruguayo es la Zona de Transferencia Río de la Plata en dirección NW-SE (figura 1; Soto *et al.*, 2011), que interrumpió o dislocó cuñas de flujo basáltico, marcadas por reflexiones que se inclinan hacia el mar (SDR, por sus siglas en inglés) y sus anomalías magnéticas asociadas (ver capítulo 2.2 en este libro). La Zona de Transferencia Río de la Plata dividió el margen en tres sectores, con el manto casi expuesto en la porción central (ver capítulo 2.2 en este libro). Distalmente, la Zona de Transferencia Río de la Plata continúa hacia la Zona de Fractura Meteor E-W en el dominio de la corteza oceánica, así como sucede en otras zonas de transferencia

en la región (Franke *et al.*, 2007) (figura 1). Posteriormente, la separación NE-SW sucedió a inicios del Cretácico (~138-125 Ma), lo que formó el margen uruguayo durante la apertura gradual del Atlántico Sur (Soto *et al.*, 2011; Pérez-Díaz y Eagles, 2014). El *syn-rift* de fines del Jurásico e inicios del Cretácico colmató las fosas tectónicas y los bloques elevados del Mesozoico a lo largo del margen continental, mientras que los sedimentos transicionales Barremiano-Aptiano y los sedimentos *post-rift* del Cretácico tardío-Cenozoico pudieron desplazarse hacia el talud inferior (Soto *et al.*, 2011; Creaser *et al.*, 2017; Morales *et al.*, 2017b). La sucesión *post-rift* forma un prisma sedimentario de hasta 7 km, influenciado por la subsidencia térmica y flexural, el suministro de sedimentos y los cambios del nivel del mar. Los altos de basamento precámbricos aislaron estos sedimentos hasta fines del Maastrichtiano, cuando se estableció una única provincia marítima (Soto *et al.*, 2011; Morales *et al.*, 2017b). El principal depocentro del Cretácico se desarrolló en la Cuenca Punta del Este distal, donde se formaron sistemas turbidíticos y mixtos (figuras 2a y 2c), aún aislados de los altos precámbricos. La mayoría del aporte sedimentario fue proporcionada por los precursores fluviales del Río de la Plata, que siguieron las direcciones NW-SE y SW-NE heredadas del basamento estructural (Creaser *et al.*, 2017; Morales *et al.*, 2017b). El depocentro principal se desplazó hacia la Cuenca Pelotas al norte en el Cenozoico, cuando se formaron los CDS del Paleógeno a la actualidad (figura 1). Este desplazamiento resultó de un espacio de acomodación reducido y de la subsidencia flexural, vinculada con la orogenia andina (Cobbald *et al.*, 2007; Morales *et al.*, 2017b). Inicialmente, los

depocentros del CDS del Paleógeno también fueron influenciados por el sistema mixto subyacente, lo que indica la herencia estructural del basamento (Kirby *et al.*, 2021).

Procesos gravitacionales

Los procesos gravitacionales han afectado el margen continental desde el inicio del Cretácico (Creaser *et al.*, 2017; Rodrigues *et al.*, 2021). Inicialmente, las corrientes gravitacionales contribuyeron a la formación de sistemas turbidíticos entre el Aptiano-Albiano, compuestos por canales submarinos, depósitos turbidíticos y flujos de inundación (figuras 1, 2a, 2c, 2e, 3b, 3e y 4). Estos sistemas evolucionaron hacia sistemas mixtos entre el Cenomaniano y el Maastrichtiano debido a nuevas interacciones frecuentes entre los sistemas preestablecidos generados por gravedad y la recientemente formada paleocirculación del Cretácico (Creaser *et al.*, 2017). Los procesos gravitacionales disminuyeron significativamente durante el Paleoceno y el Eoceno. Sin embargo, algunas escarpas y barrancos se observan en el talud superior y a lo largo de la transición del talud inferior a la emersión, así como durante el Oligoceno, cuando se preservó un gran MTD en la emersión (Kirby *et al.*, 2021). Entre el Mioceno y la actualidad se formaron canales y cañones a lo largo del margen continental, junto con depósitos turbidíticos, que recortan el CDS moderno (figuras 1, 2b, 3e y 4). Esto sugiere que hubo una reactivación significativa de los procesos gravitacionales durante este período (Hernández-Molina *et al.*, 2016). Los canales y cañones se asocian con el aumento en la productividad de los ecosistemas marinos (Burone *et al.*, 2021), mientras que la interacción contemporánea de los procesos

paralelos y perpendiculares al talud pueden estar asociados con un aumento de los riesgos geológicos (Krastel *et al.*, 2011) (figura 4).

Masas de agua

Las corrientes de fondo han moldeado del talud superior a la emersión inferior desde el Mesozoico. Una paleocirculación inicial comenzó a fines del Cretácico, luego del establecimiento de un pasaje ecuatorial incipiente hace ~100-80 Ma entre el Atlántico Central y Sur, caracterizado por la apertura del pasaje Falkland/Malvinas-Agulhas, la subsidencia de la Dorsal de Walvis-Ridge/Alto de Rio Grande y la apertura del Canal Vema (Pérez-Díaz y Eagles, 2017; Rodrigues *et al.*, 2021). En consecuencia, las aguas superficiales, intermedias y profundas recientemente formadas comenzaron a influir fuertemente en la sedimentación marina profunda (Creaser *et al.*, 2017). Las aguas intermedias y profundas interactuaron con los sistemas turbidíticos previamente depositados para construir los grandes sistemas mixtos de fines del Cretácico (figura 3b). Hace ~83,6 Ma estos sistemas mixtos cambiaron su migración de NE a SW, lo que sugiere que la paleocirculación cambió el flujo de norte a sur durante la apertura final del Atlántico Sur (Rodrigues *et al.*, 2021). Hace ~66-20 Ma el CDS del Paleógeno y Mioceno se formó en un escenario oceanográfico diferente (figuras 3c-3e). Entre ~66-56 Ma, el margen albergaba una corriente superficial de Agua del Pacífico Superior (UPW, por sus siglas en inglés) que fluía hacia el sur y una corriente intermedia que fluía hacia el norte a profundidades menores a 2.200 m, y alrededor de ~59 Ma se inició una corriente profunda que fluía hacia el norte por debajo de los 2.200 m de profundidad (Uenzelmann-Neben *et al.*, 2016; Via

y Thomas, 2006; Batenburg *et al.*, 2018). La masa de Agua Intermedia Antártica (AAIW) y la proto Agua Circumpolar Profunda (CDW), derivadas de la Antártida, comenzaron a circular cerca de ~38-20 Ma, luego de que el Pasaje de Drake se profundizara entre ~37-35,5 Ma (Sarkar *et al.*, 2019), y la proto Agua de Fondo Antártica (AABW) comenzó posteriormente, cerca de ~35 Ma, con caminos similares a los actuales (Pérez-Díaz y Eagles, 2017). Un núcleo de corriente de fondo dentro de la proto-CDW fue el responsable de la fosa con forma de U del CDS, mientras que una interfaz cambiante en las masas de agua superiores resultó en su terraza contornítica (Kirby *et al.*, 2021). Para ~32 Ma, estas masas de agua se profundizaron debido a una incursión del Componente de Agua Norte (NCW), un precursor del Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW) actual (Katz *et al.*, 2011). Este cambio eventualmente resultó en el sepultamiento del CDS del Paleógeno-Mioceno (Kirby *et al.*, 2021). Para mediados del Mioceno, las aguas superficiales, intermedias, profundas y de fondo del régimen oceanográfico moderno ya estaban totalmente establecidas, y en ellas se implantó el CDS actual (figura 4; Piola y Matano, 2001). Las aguas superficiales incluyen la Corriente de Brasil, que fluye hacia el sur y transporta Agua Tropical y Agua Central del Atlántico Sur (TW y SACW, por sus siglas en inglés, respectivamente), y la Corriente de Malvinas, con flujo al norte (compuesta de Agua Subantártica y AAIW), que se encuentran en la latitud ~38° S y forman la Confluencia Brasil-Malvinas (Stramma y England, 1999). Las aguas intermedias (<1 km de profundidad) incluyen AAIW con flujo hacia el norte (una masa de agua fresca y oxigenada) y AAIW recirculada, que fluye hacia el sur, debajo de la Corriente de Brasil (figura

4; Preu *et al.*, 2013). Las aguas profundas (~1-3,5 km de profundidad) incluyen UCDW y LCDW con flujo hacia el norte, entre las cuales se encuentra NADW con flujo hacia el sur (figura 4). En las aguas de fondo (>3,5 km de profundidad) predomina AABW con flujo hacia el norte, que forma un giro en la Cuenca Oriental del Plata (Piola y Matano, 2001).

Evolución del margen

La apertura gradual del océano Atlántico Sur, junto con los procesos gravitacionales iniciales y una paleocirculación, llevó al inicio de la depositación marina a lo largo del margen uruguayo (Soto *et al.*, 2011; Pérez-Díaz y Eagles, 2017). Entre el Aptiano y el Albiano (~125-100,5 Ma) se desarrolló un sistema turbidítico a lo largo del talud continental, limitado por la paleoconfiguración previa (figuras 1, 2a y 2c; Creaser *et al.*, 2017). El sistema se convirtió en un sistema mixto (turbidítico-contornítico) a partir del Cretácico superior (~100,5-66 Ma), debido al inicio de la actuación de corrientes de fondo en el Cenomaniano (figuras 1, 2a, 2c y 3b). La formación de este sistema mixto está intrínsecamente vinculada a la apertura del océano Atlántico Sur y sus pasajes oceánicos (por ejemplo, el Pasaje Ecuatorial Atlántico y Falkland/Malvinas-Agulhas) (Rodrigues *et al.*, 2021).

Al inicio del Paleoceno el patrón de apilamiento sedimentario del margen cambió significativamente (Morales *et al.*, 2017b), lo que denotó una transición del sistema mixto a un nuevo CDS, que se desarrolló en las cuencas Punta del Este y Pelotas (figuras 1, 2b, 2d, 2e y 3c). La transición sucedió luego del cese de la progradación regional, interrumpiendo el

aporte de sedimentos a la plataforma y el talud superior, y causando que el depocentro del margen se desplazara al talud medio e inferior, donde el sedimento era transportado por las corrientes de fondo. Los sedimentos agradacionales sepultaron el sistema mixto, rellenando preferentemente sus canales de baja altitud y cubriendo sus *drifts* monticulares (figuras 2a, 3b y 3c). En consecuencia, la morfología subyacente de los sistemas mixtos inicialmente influyó en el desarrollo del nuevo CDS, aunque eventualmente fue sobrescrita por el desarrollo de los *drifts* adosados y terrazas (Kirby *et al.*, 2021).

Entre inicios y mediados del Mioceno hubo otro cambio en los patrones de apilamiento de sedimentos marcado por la aparición de turbiditas en la emersión continental, que emanan de cañones que inicialmente cortan el CDS del talud (Kirby *et al.*, 2021) (figuras 2e y 3e). Aunque no aparecen en el margen uruguayo, estos depósitos representan el registro sedimentario en el que se desarrolló otro extenso CDS en áreas más orientadas a la cuenca (Hernández-Molina *et al.*, 2010).

Desde fines del Mioceno a la actualidad, un extenso CDS comenzó a expandirse del talud medio a la emersión inferior (figuras 1, 2b y 4). Sus componentes contorníticos son ubicuos y están genéticamente asociados a la evolución de las masas de agua regionales y su rango de profundidad (Hernández-Molina *et al.*, 2016). Las masas de agua antárticas y subantárticas de fuentes al sur (tales como AAIW, UCDW, LCDW y AABW) y las masas de agua atlánticas con orígenes al norte (tales como SACW y NADW) contribuyeron a la formación de grandes *drifts* contorníticos y complejas terrazas a lo largo del CDS

(Hernández-Molina *et al.*, 2009, 2016). Los patrones de apilamiento sedimentario reflejan una influencia a largo plazo de las masas de agua altamente variables, las oscilaciones entre el Mioceno y el Cuaternario, y los procesos dinámicos gravitacionales (Preu *et al.*, 2013; Hernández-Molina *et al.*, 2016).

Potenciales implicancias

Los sistemas depositacionales que se han desarrollado a lo largo del talud y la emersión presentan un importante potencial para la exploración de hidrocarburos y el secuestro de CO₂ (figura 4). Estos sistemas se caracterizan por HAR, que usualmente se asocian con depósitos ricos en arena (Rodrigues *et al.*, 2021, 2022). En el Cretácico, se desarrollaron HAR a lo largo de los sistemas mixtos, desde los canales submarinos hacia los *drifts* monticulares (figura 2), mientras que en el CDS del Paleógeno y la actualidad se identificaron varios HAR a lo largo de las terrazas contorníticas y depósitos turbidíticos, particularmente hacia el sur del margen, así como dentro de las fosas y cañones y asociados con formas de lecho de gran escala (figura 4) (Hernández-Molina *et al.*, 2018; Kirby *et al.*,

2021). Los depósitos ricos en arena normalmente se caracterizan por su alta porosidad, alta permeabilidad y buena transmisibilidad lateral y vertical de fluidos, lo que es esencial para formar reservas de hidrocarburos y para el secuestro de CO₂ (Rodrigues *et al.*, 2022). De hecho, los depósitos turbidíticos ricos en arena del Oligoceno fueron perforados por el pozo de exploración Raya X-1 en 2016, momento en el que mostraron una porosidad promedio de 24%. Los *drifts* monticulares y adosados construidos de manera adyacente o superpuesta a estos depósitos de arena se caracterizan por reflexiones de amplitud baja a moderada, lo que sugiere que pueden estar compuestos por sedimentos arcillosos y actuar como potenciales sellos (figuras 2). Como tales, los sistemas depositacionales de aguas profundas construidos a lo largo del margen uruguayo ofrecen varios *plays* desde el Cretácico tardío hasta el presente, lo que puede ser de interés para la industria de los hidrocarburos y las geociencias de la energía. Sin embargo, es necesario realizar más estudios para evaluar todo su potencial como reservorios y sellos, además de su efectividad para la captura y el almacenamiento de carbono.

Las referencias bibliográficas se encuentran en un único apartado ubicado al final del libro.

Cómo citar este capítulo: Kirby, A., S. Rodrigues, E. Morales, M. Soto, L. Burone, P. Rodríguez, B. Conti, H. de Santa Ana, P. Thompson, G. Badalini, P. Gristo y J. Hernández-Molina, 2024, Rasgos morfosedimentarios del margen continental uruguayo, en P. Gristo, G. Veroslavsky y H. de Santa Ana, eds., Territorio marítimo uruguayo: soberanía, naturaleza y recursos: Montevideo, ANCAP, pp. 91-106, doi: 10.70952/a8827tmuc2-1

Traducción técnica realizada por Matías Soto del original en inglés, corregida por Bruno Conti y Ethel Morales.